



TITLE:

冬季から初夏における南半球大気 のQBOに対する応答

AUTHOR(S):

山下, 陽介; 直江, 寛明; 井上, 誠; 高橋, 正明

CITATION:

山下, 陽介 ...[et al]. 冬季から初夏における南半球大気のQBOに対する応答. 平成30年度「異常気象と長期変動」研究集会報告 2019: 131-138

ISSUE DATE:

2019-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/240953>

RIGHT:

冬季から初夏における南半球大気の QBO に対する応答

山下陽介¹、直江寛明²、井上誠³、高橋正明⁴

1. 海洋研究開発機構 (JAMSTEC)、2. 気象研究所 (MRI)

3. 秋田県立大学、4. 国立環境研究所 (NIES)

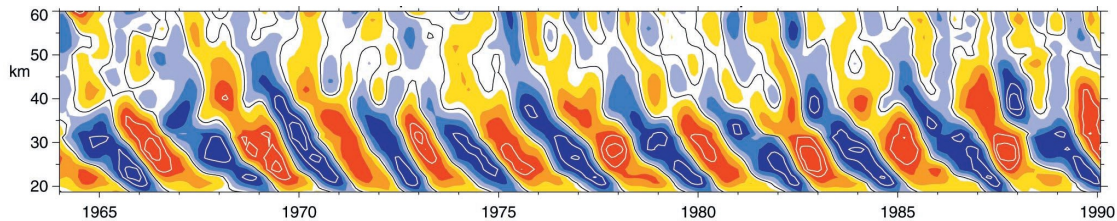


図 1 赤道東西風の時間—高度断面図 (9~48 カ月成分) (Baldwin et al. 2001 Plate 1)

本報告書に掲載した内容は、Yamashita et al. (2018) として出版されており、山下他 (2019) でも本報告書と同様の解説を行った。

1. はじめに

赤道成層圏には準 2 年周期振動 (QBO) と呼ばれる卓越した変動が存在し、西風と東風が交互に現れる振動現象で特徴付けられる。QBO に伴う東西風の振幅は 5~40 hPa 付近で約 20 m/s で、東西風の位相は 1 ヶ月当たり約 1 km の速度で下降している (図 1)。QBO は赤道域に存在する波によって駆動されていることが知られてきた。

QBO は赤道域周辺の循環に加え北半球極渦強度にも影響することが知られており、中高緯度の波や循環の変化とも関係するとされてきた (例えば、Plumb and Bell 1982; Holton and Tan 1980)。Plumb and Bell (1982) では、QBO に伴う二次循環が赤道周辺に影響を及ぼすことを示した (図 2)。図 2 は、QBO に伴い上層が西風、下層が東風となる場合 (西風シアの場合) の模式図で、温度風の関係 (赤道上で $\bar{u}_z = -R(H\beta)^{-1}T_{yy}$) からその場所が

高温偏差となり長波放射加熱項が相対的に冷却傾向となるために、断熱加熱項で打ち消すような下向きの循環が駆動される。さらに、質量保存を満たすように赤道周辺の循環も駆動されることを表している。

定常を仮定した TEM 系の気温の式

$$\boxed{-\frac{H}{R_d} \bar{w}^* N^2} + \boxed{\frac{J_s}{C_p}} + \boxed{\frac{J_l}{C_p}} = 0 \quad \text{長波放射加熱率}$$

断熱加熱率 短波放射加熱率

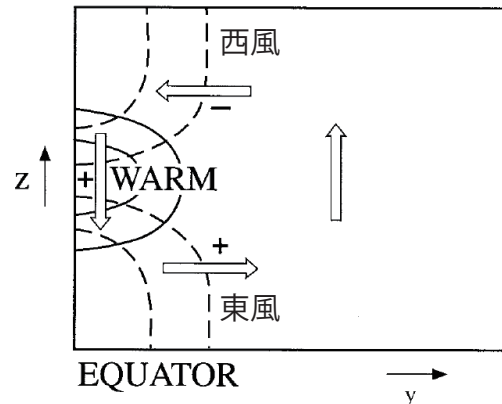


図 2 QBO の西風シアにより駆動される二次循環の模式図 (Plumb and Bell 1982 Fig.1 改)

QBO の北極渦への影響については、Holton and Tan (1980: 以降 HT80) が 50 hPa の赤道東西風で定義した QBO 西風相の際に、東風相の際よりも冬季北極渦の西風が強

なりやすいことを統計的に示し, Holton and Tan Effect (HTE) と呼ばれている. ロスビー波は次式のように東風域や西風が強すぎる場所を伝播できない特性があり (Charney and Drazin 1961),

$$0 < \bar{u} - c < \bar{u}_c \equiv \beta(k^2 + l^2 + \varepsilon/4H^2)^{-1},$$

HT80 では QBO に伴いロスビー波の伝播条件を満たす領域の端に当たる東西風速 0 m/s の緯度が変わるために波の伝播を変えて北極域に影響することを示唆していた. しかし HTE のメカニズムについては, 赤道上部成層圏の影響や QBO に伴う子午面循環の変化, 対流圏～下部成層圏の波の変化など様々な指摘があり, いまだに不明な点も多い.

QBO の南極渦への影響については, 1980 年代に初期的な研究が行われており, Holton and Tan (1980) は, 南極周辺の数点の観測点ではあるが 50 hPa における QBO 西風相で東風相よりも 9～11 月の西風が強いことを報告していた. また Garcia and Solomon (1987) は, 1979～1986 年の限られた期間ではあるが 50 hPa における QBO 西風相の年に 10 月のオゾン極小値が低下しやすいことを報告していた. 1990 年代後半以降になると, 客観解析データの解析が行われ, 50 hPa ではなく 20～30 hPa で定義した QBO の位相と南極渦の東西風との相関がよく, 11 月に相関が最大となることが報告されている (例えば Baldwin and Dunkerton 1998 ; Naito 2002 ; Anstey and Shepherd 2014). また Hitchman and Huesmann (2009) は, 10～20 hPa 付近の QBO 位相に対応する東西風シアで分類してコンポジット平均の差を取ると, 9～11 月には

QBO と南極渦変動との間に有意な正の相関があることを示していた. 他方, 惑星波の上向き伝播との関係も解析されており, QBO 東風相では西風相よりも南半球成層圏で惑星波の上向き伝播が強く南極渦強度が早期に弱化しやすいことが指摘されている (Newman and Randel 1988 ; Naito 2002).

このように QBO が南極渦に影響し惑星波の伝播が関係していることは示唆されているが, QBO 位相を定義する高度や定義方法により結果が変わっており, また手法として用いられてきたコンポジット平均の差には太陽周期やエルニーニョ・南方振動 (ENSO) など他の年々変動の影響を含む可能性が残っている. そこで, 本研究では QBO 位相の定義方法を工夫し, 線形重回帰分析を用いて長期間の客観解析データから QBO の影響と他の変動の影響とを分離することで QBO の南極渦への影響プロセスを調べた.

2. 手法

QBO を定義する際に, 赤道域で行われた rawinsonde の東西風観測データに対して主成分分析を行い, 卓越する 2 モードを抽出した. 図 3 は第 1 主成分 (EOF-1) と第 2 主成分 (EOF-2) の鉛直プロファイルを示したもので, EOF-1 が 55.3%, EOF-2 が 40.9% の寄与率なので, 両者で全体の分散の約 96% を説明できる. EOF-1 は 10～20 hPa 付近の中部成層圏に極値を持つので便宜上「中部成層圏 QBO」と呼ぶ. EOF-2 は 30～50 hPa 付近の下部成層圏に極値を持つので「下部成層圏 QBO」と呼ぶ. これらのスコア時系列 (PC-1, PC-2) を QBOa(t), QBOb(t) として重回帰

分析の式に導入する。重回帰式には他にも等価実効成層圏塩素 (EESC), 太陽活動 (Solar), ENSO, 火山噴火 (Vol) の項を説明変数として加えた。

$$Y(t) = c_0 + \alpha EESC(t) + \beta_a QBOa(t) + \beta_b QBOb(t) + \gamma Solar(t) + \delta ENSO(t) + \varepsilon Vol(t) + R(t)$$

$Y(t)$ は目的変数で, 1960~2010 年の期間の JRA-55 客観解析データから計算した月平均した東西風, 気温, E-P フラックス, 残差平均子午面循環の値を目的変数として解析を行った。なお, E-P フラックス, 残差平均子午面循環を計算する際には日平均データを用いて, 導出後に月平均を行ったので, 日々の擾乱に伴う成分は含まれている。

3. 結果

表 1 は南極渦周辺の 40~80°S, 1~200 hPa 東西風を目的変数として重回帰分析を行い, 回帰係数の値と 1σ の範囲を示したもので, 春季 (9~11 月) ~初夏 (12 月) には, ハロゲン濃度変化によるオゾン変化により生じた EESC と南極渦強度との関係を除けば, 南極渦変動に対して中部成層圏, 下部成層圏 QBO の寄与が大きい。そこでこれらの成分

に着目して詳細な解析を行う。

図 4 (a) は南極渦の季節変化を反映する 10 hPa において気候値的な東西風 (緑線) と東西風の中部成層圏 QBO 成分 (QBOa 成分: β_a) の回帰係数の値 (黒線) の緯度—時間断面図を作成したものである。

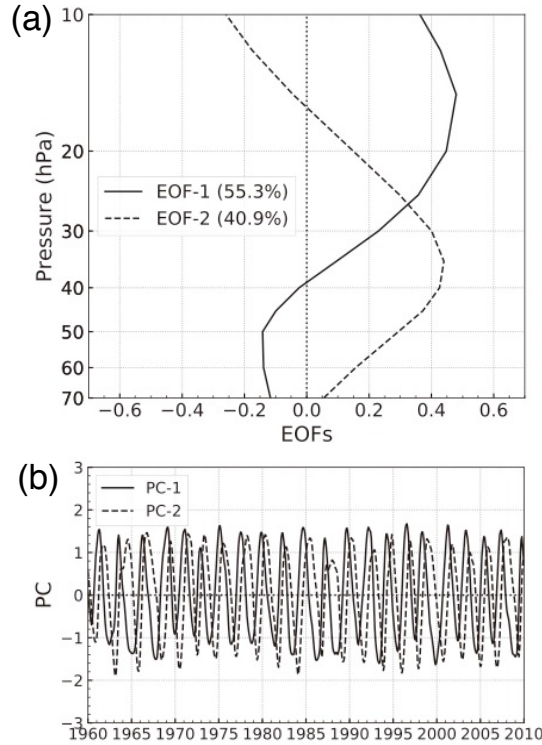


図 3 赤道東西風の観測データから主成分分析により導出した EOF-1 と EOF-2 の (a) 鉛直プロファイルと (b) スコア時系列

表 1 南極渦の東西風を目的変数とした場合の回帰係数の値と 1σ の範囲を示したもの。

	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
α	0.14 ± 0.16	0.15 ± 0.19	-0.10 ± 0.21	-0.33 ± 0.21	0.21 ± 0.23	1.25 ± 0.23	1.60 ± 0.18
β_a	-0.11 ± 0.17	0.12 ± 0.20	0.17 ± 0.22	0.42 ± 0.22	0.89 ± 0.25	1.01 ± 0.25	0.56 ± 0.19
β_b	-0.30 ± 0.17	-0.26 ± 0.18	-0.21 ± 0.19	-0.17 ± 0.18	0.12 ± 0.20	0.56 ± 0.22	0.63 ± 0.18
γ	0.15 ± 0.17	0.20 ± 0.20	0.06 ± 0.21	-0.10 ± 0.20	-0.18 ± 0.22	-0.20 ± 0.22	-0.13 ± 0.17
δ	-0.33 ± 0.25	-0.24 ± 0.26	0.04 ± 0.25	0.19 ± 0.21	0.02 ± 0.21	-0.25 ± 0.21	-0.32 ± 0.16
ε	-0.02 ± 0.17	0.06 ± 0.20	0.23 ± 0.21	0.22 ± 0.20	-0.05 ± 0.22	-0.35 ± 0.23	-0.40 ± 0.18

単位は m/s, 太字: 係数の大きさが 1σ を超えたもの, 色: 2σ を超えたもの, α : EESC, β_a : 中部成層圏 QBO, β_b : 下部成層圏 QBO, γ : 太陽活動, δ : ENSO, ε : 火山噴火

中部成層圏 QBO に伴う西風偏差は、7月に南半球低緯度の 0～30°S 付近にあったが、8～11 月にかけて南極側に移動し中高緯度域で西風偏差を示す。同時期に 60°S 付近では、気候値的な西風が弱まる。11～12 月になると気候値的な西風が東風に変わり、東西風速 0 の場所（太緑線）に西風偏差の極大が重なる。これは中部成層圏 QBO が西風相の場合に東風相の場合よりも西風が継続しやすいことを意味するので、南極渦のシフトダウンの時期の遅れを表す。

下部成層圏 QBO 成分（QBOb 成分： β_b ）に伴う西風偏差は、6～7 月頃の 30～40°S 付近や 11 月頃の南半球中高緯度域では西風偏差であるが、8 月には 30～40°S 付近の西風偏差が不明瞭になっている（図 4 b）。このように下部成層圏 QBO に伴う偏差の季節変化の特徴が、中部成層圏 QBO に伴う偏差とは異なる振る舞いをしているように見えるので、中部成層圏 QBO に伴うプロセスを調べた後、下部成層圏 QBO に伴うプロセスがどのように異なるのか調べた。

10 hPa 東西風回帰係数

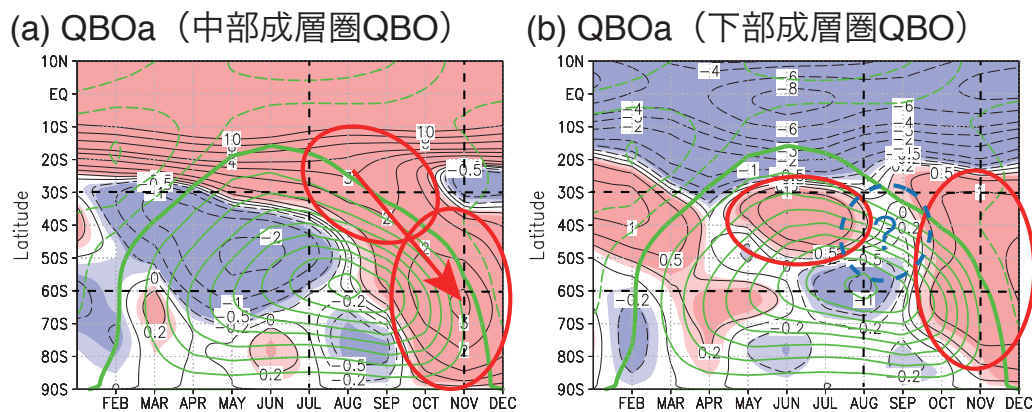


図 4 1960～2010 年までの、10 hPa における東西風の (a) 中部成層圏 QBO と (b) 下部成層圏 QBO 回帰係数（等値線、単位は m/s）の緯度—時間断面図に東西風気候値（緑線、10 m/s 毎）を重ねた（Yamashita et al. 2018 Fig. 2 改）。

中部成層圏 QBO に伴う南半球低緯度の偏差は真冬の 7 月頃から見られていたので、7 月の緯度—高度断面の偏差を作成した（図 5）。赤道域では QBO そのものに対応して 10～20 hPa 付近に西風偏差、1 hPa 付近に東風偏差があり、東風シアなので、温度風の関係から低温偏差となる。このような東風シアの領域では上昇流が駆動され、質量保存を満たすように 1 hPa 付近で南向き、15 hPa 付近

で赤道向きの循環が駆動される（図 5 b の矢印）。この循環は、Plumb and Bell（1982）等て示されている QBO 二次循環に対応し、図 6 の紫矢印で模式的に示している。20～50°S の 1～15 hPa 付近は、二次循環のうちの下降流の部分に当たり、断熱加熱の偏差となるため高温偏差を形成している。下層の 50～15 hPa は西風シアになっているので、上層 1～15 hPa とは逆回りの二次循環が駆動されて、

20~50°S 付近に低温偏差を形成する。このように生じた気温偏差は、図 5 (a) に見られる中緯度 1~5 hPa の西風偏差、5~50 hPa の東風偏差と温度風の関係で対応している。南極渦は季節とともに南極側に移動しているが、西風偏差は図 5 (a) の緑線で示した南極渦の中心軸よりも赤道側に位置しているの

ることに対応する。そのため、真冬に対流圏から成層圏に伝播し成層圏で上向き・赤道向きに伝播している惑星波の伝播が QBO 西風相の際に抑制されて、下向き・極向き偏差を示す (図 5 c)。7 月に見られたこれら一連の特徴は、10 月まで継続して見られており、成層圏への惑星波の伝播は継続して抑制されていた (図 8 a)。

真冬（7月）における中部成層圏QBO応答

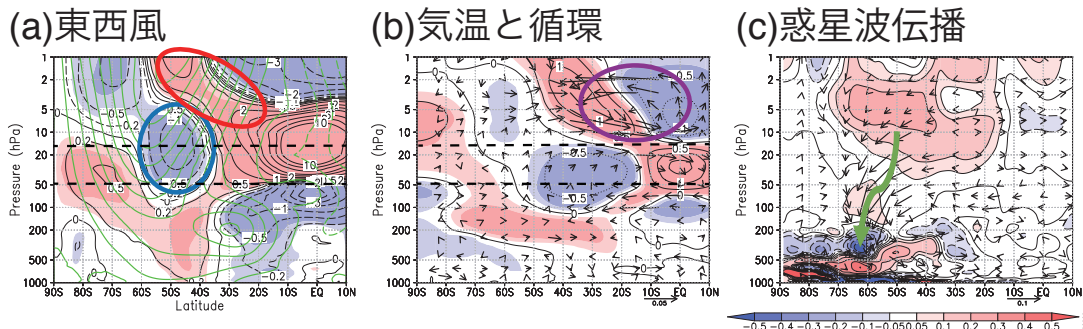


図 5 (a~c) 7 月における中部成層圏 QBO 回帰係数の緯度-高度断面図 (Yamashita et al. 2018 Fig. 4 改). (a) 東西風の回帰係数 (黒線) と気候値 (緑線), (b) 気温 (黒線, 単位は K) と残差平均子午面循環 (矢印, 単位は m/s) の回帰係数, (c) 惑星波 (東西波数 1~3) の E-P フラックス回帰係数 (矢印, 単位は kg/m/s²), 及び, E-P フラックス発散の回帰係数 (等値線, 単位は m/s/d; 赤色: 発散偏差, 青色: 収束偏差). 残差循環と E-P フラックスの矢印は, 鉛直成分を水平成分の 100 倍しており, 右下のスケールは水平成分に対して作成した. 100 hPa より下の残差循環の矢印は 0.3 倍, E-P フラックスの矢印は 0.1 倍している.

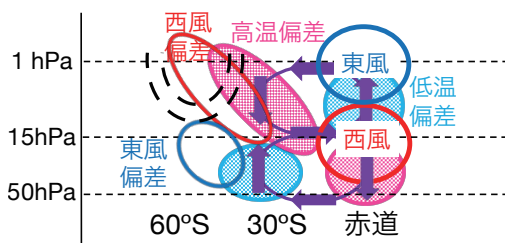


図 6 QBO の東西風 (赤道上の青丸と赤丸) に対して, 循環 (紫の矢印と円), 気温 (赤と青のハッチ), 東西風 (赤丸と青丸) がどのように応答するのかを模式的に表したもの. 60°S 付近の半円の黒点線は南極渦を表す.

下部成層圏 QBO に伴う偏差は晩冬の 8 月頃に特徴的な構造を示していたので, 8 月を調べた. 赤道周辺では QBO 二次循環に伴う南北流が解析されているが (図 7 b), 20~50°S, 10~20 hPa 付近を見ると, 二次循環の下向き偏差が小さい. 代わりに赤道から南半球中高緯度域にまで南向き偏差の領域が拡大し高緯度域では下降している.

図 3 (b) のように, 下部成層圏 QBO の位相は中部成層圏 QBO の位相よりも時間

変化が遅れるので、QBO 二次循環に伴う南半球の偏差も、同様に時間の遅れとして現れることが期待される。しかし、それとは異なり循環偏差の空間分布に違いが現れたので、8月頃の下部成層圏 QBO に伴う偏差には二次循環では説明が付かないプロセスが含まれていると考えられる。

中高緯度の子午面循環は波活動による平均流の加減速と整合的に変わっており（定常を仮定すれば、 $f_0 \bar{v}^* + 1/\rho_0 \nabla \cdot \mathbf{F} = 0$ ），下部成層圏 QBO に伴う対流圏から成層圏への惑星波伝播が変化していれば、その影響も受ける。図 7（c）の 40～80°S、10～200 hPa 付近では、実際に惑星波伝播の増大を表す上向きの E-P フラックスが解析され、成層圏では E-P フラックスの収束偏差（青色）が見られるので、残差循環の偏差が赤道から南半球中高緯度域にまで南向きであったことと整合的である。また、図 4（b）や図 7（a）で 8月に 30～40°S 付近の西風偏差の不明瞭化が見られることも整合的になっている。

季節変化を解析すると、下部成層圏 QBO に伴い晩冬の 8 月頃にだけ惑星波の上向き伝播の増大が見られており（図 8 b），QBO 二次循環に伴う成層圏のプロセスとは別に、8 月頃にだけ QBO に伴い対流圏から成層圏への惑星波伝播を増大するプロセスも存在していたと考え、下部成層圏 QBO に伴う偏差を矛盾なく説明可能である。

4. まとめ

QBO の南半球極渦変動への影響プロセスは、どの高度の赤道 QBO を用いるか、どのように QBO 位相を定義するのかで結果がまちまちで、影響を調べる手法も限られていたため、不明な点が多かった。本研究では、これまでのコンボジット解析では他の年々変動を含む可能性が残り不明瞭であった QBO と南極渦との関係を重回帰分析により調べ、重回帰式の説明変数とした中部成層圏 QBO、及び下部成層圏 QBO の項を分析することで、QBO が南半球極渦に影響を与える 2 つの経路を示唆する結果を得られた。

晩冬（8月）における下部成層圏QBO応答

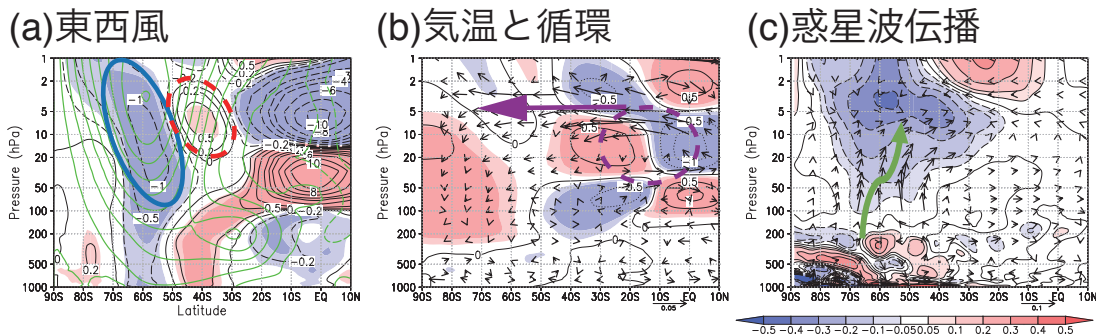


図 7 図 5 と同様だが、8 月における下部成層圏 QBO 回帰係数 (Yamashita et al. 2018 Fig. 5 改)。

まず1つ目の影響経路として、中部成層圏 QBO に伴う二次循環が低緯度域の南半球大気応答を引き起こし、さらに高緯度域の応答をもたらすというプロセスを見出した。これにより南極渦の中心軸が季節進行の中で下降している速さが、QBO 西風年の8～11月に高緯度域（60°S 付近）で遅くなりやすい。1つ目の影響経路では南半球晩冬の8月において南極渦が一時的に弱まる応答を説明できていなかったが、1つ目の影響経路で説明できていない部分を詳細に調べることによって2つ目の影響経路を見出した。2つ目の影響経路は、8月において下部成層圏 QBO

が南半球中高緯度域の対流圏から成層圏への惑星波の上向き伝播の増大を引き起こすプロセスで、このプロセスを含めると8月に南極渦が一時的に弱まる傾向も矛盾なく説明可能である。

謝辞

本研究は、JSPS 科研費 JP16K16186, JP18K03748 の助成を受けた。本研究で用いた JRA-55 客観解析データは気象庁で提供されているもので、<http://jra.kishou.go.jp/>よりダウンロードできる。

惑星波の鉛直伝播と東西風加速

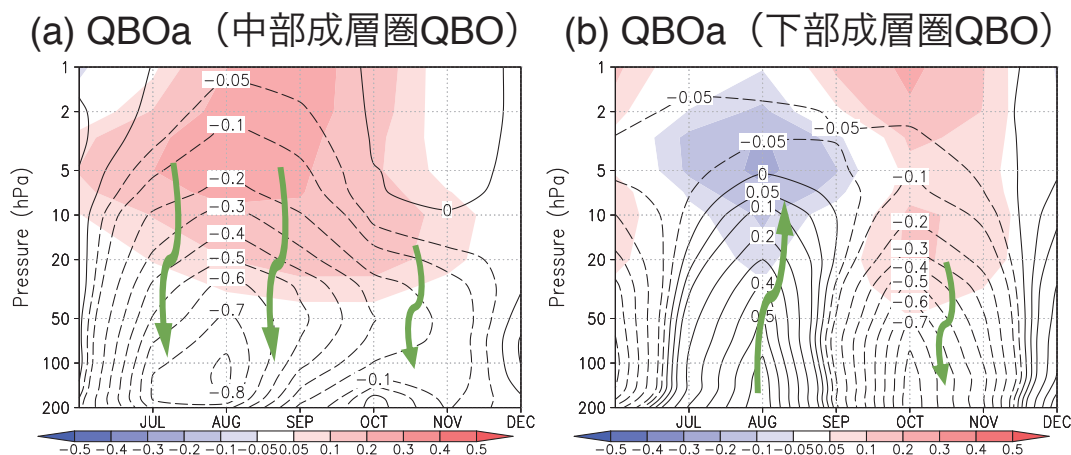


図 8 40～80°S 平均した惑星波の E-P フラックス鉛直成分（等値線，単位は $\times 10^{-3} \text{ kg/m/s}^2$ ）と E-P フラックス発散（色，単位は m/s/d ）の (a) 中部成層圏 QBO と (b) 下部成層圏 QBO 回帰係数の時間一高度断面図 (Yamashita et al. 2018 Fig. 6 改). E-P フラックスの上向き偏差が実線，下向き偏差が点線で，発散偏差が赤色，収束偏差が青色で表されている。

参考文献

- Anstey, J. A., and T. G. Shepherd, 2014: High-latitude influence of the quasi-biennial oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1–21.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1998: Quasi-biennial modulation of the southern hemisphere stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3343–3346.
- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnery, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, 2001: The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179–229.
- Charney, J. G., and P. G. Draizin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83–109.
- Garcia, R. R., and S. Solomon, 1987: A possible relationship between interannual variability in Antarctic ozone and the quasi-biennial oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 848–851.
- Hitchman, M. H., and A. S. Huesmann, 2009: Seasonal influence of the quasi-biennial oscillation on stratospheric jets and Rossby wave breaking. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 935–946.
- Holton, J. R., and H.-C. Tan, 1980: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2200–2208.
- Naito, Y., 2002: Planetary wave diagnostics on the QBO effects on the deceleration of the polar-night jet in the Southern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 985–995.
- Newman, P. A., and W. J. Randel, 1988: Coherent ozone-dynamical changes during the Southern Hemisphere spring. 1979–1986. *J. Geophys. Res.*, **93**, 12585–12606.
- Plumb, R. A., and R. C. Bell, 1982: A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 335–352.
- Yamashita, Y., H. Naoe, M. Inoue, and M. Takahashi, 2018: Response of the Southern Hemisphere atmosphere during winter and spring to the stratospheric equatorial quasi-biennial oscillation (QBO). *J. Meteor. Soc. Japan*, **96**(12), 587–600.
- 山下陽介, 直江寛明, 井上誠, 高橋正明, 2019: 南半球の冬季から初夏における QBO の極渦への影響の解析. 月間海洋, **51**, in press.